第39卷 第6期
2022年11月

干 旱 区 研 究
ARID ZONE RESEARCH

Vol. 39 No. 6
Nov. 2022

贺兰山东麓20次暴雨过程环流形势及低空急流特征

李 超[1]，隆 霄[1]，曹怡清[1]，王思懿[1]，韩子霏[2]，王 晖[3]

（1. 兰州大学大气科学学院，甘肃 兰州 730000；2. 河北省气候中心，河北 石家庄 050000；
3. 中国气象局旱区特色农业气象灾害监测预警与风险管理重点实验室，宁夏 银川 750002）

摘 要：贺兰山东麓是中国西北极端暴雨易发区之一，为了进一步探究该地区暴雨发生时大气环流配置及低空急流系统演变特征，提高该地区暴雨预报准确率及防灾减灾能力，本文利用加密地面降水观测资料和NCEP/NCAR再分析资料，对2009—2020年贺兰山东麓20次暴雨事件的形成机理进行了综合分析。结果表明：(1) 依据500 hPa环流形势特征可将该地区20次暴雨过程分为高空槽前型和西太平洋副热带高压西北侧型。高空槽前型降水是在高空西风槽影响下，配合高空急流及低空水汽辐合场发生与维持，副高西北侧型降水过程中贺兰山东麓位于西太平洋副热带高压西北侧，副高边缘带来充沛水汽，高低空动力辐合配合使得该类降水强度更强。(2) 两类降水过程对应的低空急流系统存在明显差异，副高西北侧型降水其低空急流呈北进增强-南退减弱特点，急流轴在贺兰山体左侧，在暴雨过程中起到了水汽输送及增大迎风坡风速等作用。(3) 高空槽前型降水过程中低空急流多呈东移减弱特点，急流轴位于山体右侧，低空急流动力作用所产生的中尺度气旋的发展演变对此类暴雨的触发与维持起到重要作用。

关键词：暴雨；低空急流；环流形势；合成分析；贺兰山东麓

我国西北地区暴雨较少，但西北地区夏季突发的短时局地暴雨加之复杂下垫面特征，这种短时极端暴雨危害更大。西北地区极端暴雨的发生与地形分布、山脉走向和大气环流之间的相互作用有关，秦岭一带作为我国南北方分界线，受到地形影响，秦岭附近向北降水急剧减少[1]，新疆天山地区暴雨与西西伯利亚西风槽、中亚低涡等西风带系统有关[2]，而位于西北东部的宁夏地区暴雨则与西太平洋副热带高压及西风槽系统有关[3-10]，尤其是宁夏北部的贺兰山地区，高大地形加之复杂的下垫面特征，贺兰山东麓易发生历时短、强度大、局地性强的极端暴雨，虽然西北地区暴雨发生频率较东部地区少，但由于贺兰山区地形特殊且防灾能力有限，极端暴雨导致的山洪、泥石流、滑坡、坍塌等次生地质灾害，对人们的生命和财产安全及生态环境产生了严重危害，深入开展该地区极端暴雨形成与影响机理研究对防灾减灾有科学意义。

学者们对发生在贺兰山东麓的极端暴雨过程从不同角度进行了研究[5-10]。陈豫英等[5]研究表明，贺兰山东麓极端暴雨过程多伴随西太平洋副热带高压（以下简称副高）西伸北跳，贺兰山则位于副高西北侧，水汽充沛，配合中小尺度系统的发展，对此类极端暴雨的发生、维持起了重要作用；陶林科等[6]对一次降水过程开展地形敏感性数值试验后指出贺兰山地形对银川大暴雨的形成有很明显的正贡献；陈晓娟等[7]结合气流过山理论对贺兰山两次暴雨过程对比分析后指出，湿Froude数在0.48~1之间的情况下更有利于该地区强降水的发生。此外贺兰山地区极端暴雨过程也与中尺度对流云团的生消有关，纪晓玲等[8]对宁夏北部一次短时强降水过程的中尺度对流系统分析后指出，在贺兰山东麓降水期间存在对流云团的生消过程，并且TBB低值区与暴雨落区有很好的对应关系；陈豫英等[9]则进一步根据不同极端暴雨个例降水期间的对流云团特

收稿日期：2022-06-07； **修订日期：**2022-08-15
基金项目：国家自然科学基金（41965001）和宁夏回族自治区科技创新领军人才培养工程（2021GKLRLX05）共同资助
作者简介：李超（1998-），男，硕士研究生，主要从事中尺度大气动力学和中尺度数值天气预报研究. E-mail: lich20@lzu.edu.cn
通讯作者：隆霄. E-mail: longxiao@lzu.edu.cn

征，将其分为线性与非线性对流两类系统，并指出这两类降水过程中对流系统强度和冷空气强度等存在一定差异；胡文东等[10]利用银川新一代天气雷达资料，对宁夏地区一次三条阵风锋共同作用触发的对流系统进行了诊断分析，揭示了阵风锋产生、发展、成熟、汇合、消失以及触发新生对流的过程。

以上研究中均指出，在贺兰山东麓暴雨过程中常伴随着低空急流，低空急流在暴雨过程中的水汽与能量输送作用不容忽视。低空急流（Low-Level Jet，LLJ）是低对流层出现的快速流动的空气薄层，国内外对低空急流定义的标准不同，国外早期是Bonner[11]在研究中提出的将距地1.5 km以内最大风速≥12 m·s^{-1}，且在最大风速层上下具有较强的垂直风速切变的风速带定义为低空急流，国内在研究低空急流时[12-15]，对风速没有严格的限定，一般根据不同地区来定义与该区域相匹配的低空急流最小风速阈值。低空急流的成因主要有地形阻挡、惯性振荡和天气系统强迫作用等[16-19]，与贺兰山东麓暴雨相关的低空急流主要为偏南风急流，一般位于宁夏南部、青藏高原东部，其形成与夏季西太平洋副热带高压西侧较强的东南风气流在高原东侧绕流并进一步加速有关[16]，地形阻挡机制能够很好地解释此类低空急流的形成。低空急流的非地转性、动力热力不稳定性与暴雨的发生、维持有关[14]，在宁夏暴雨过程中起到了水汽和能量输送载体的作用[4]，低空急流一般深夜到清晨较强，具有明显的日变化特征，这也可解释许多突发性大暴雨的夜发性，研究其与降水之间的关系可以有效提高降水预报的准确率[20]。

学者们对贺兰山地区暴雨开展了许多研究，取得了一定成果[3-10]，但这些研究大多针对单一个例展开，贺兰山东麓暴雨过程其大尺度环流配置及低空急流影响的系统性总结不够，对低空急流与地形配合在地形处触发暴雨的形成机理认识不足[5]，暴雨预报及防灾减灾工作依然存在很多不足，因此，本文选取2009—2020年资料较为完整的20次贺兰山东麓暴雨个例，揭示了该地区不同类型暴雨天气的大气环流形势配置，对该地区的暴雨事件的大气环流类型及低空急流影响机制进行总结梳理，以期深入了解诱发贺兰山东麓暴雨过程的环流形势及低空急流的演变特征及可能机制。

1 资料方法及降水分布特征

1.1 资料方法

主要利用天气学分析[21]和合成分析[22-24]方法对2009—2020年贺兰山东麓地区暴雨过程的环流形势及低空急流特征进行了统计分析，所用资料包括：（1）2009—2020年20次暴雨过程的宁夏自动站加密降水观测资料。宁夏自动站加密降水观测资料自2006年以来已趋于完善[25-26]，时空分辨率高，已经过质量控制。（2）暴雨个例发生期间NCEP的逐6 h FNL（Final Operational Global Analysis）客观分析资料（水平分辨率为1°×1°，垂直26层）。

合成分析包括降水前期（使用出现降水前最近一次的FNL资料）、降水后期（使用降水结束后最近一次的FNL资料）环流场及水汽场合成分析以及利用贺兰山东麓加密降水观测资料所计算的降水分布合成图。在对低空急流进行统计时，考虑到宁夏周边实际地形分布特征，本文中低空急流是指在700 hPa等压面上，以贺兰山东麓106°E，38°N为中心500 km内风速超过12 m·s^{-1}的极大风速带，有研究指出偏东风气流对西北暴雨有重要影响[27]，因此在统计过程中对风速≥10 m·s^{-1}的强风速带活动特征也进行了统计，并计算了离暴雨中心最近的风速超过12 m·s^{-1}的最大风速中心位置。急流移速是通过计算暴雨过程中平均的急流中心位置变率得到的，急流移动路径则为降水过程中每6 h急流中心连线并做平滑后得到的。文中所用时间均为北京时。

1.2 降水分布特征

我国西北地区出现暴雨的频次相对较少，降水强度也较南方地区偏弱。本文利用2017年12月1日起正式实施的暴雨灾害等级标准（GB/T 33680–2017，表1），将至少有一个站点24 h累积降雨量达到暴雨标准（24 h累积降雨量≥50 mm）的降水过程称为一次暴雨过程，据此标准，共挑选了2009—2020年20次数据资料较为完整的贺兰山东麓暴雨个例。所选20次个例的降水中心均位于贺兰山山体东侧，分布相对均匀（图1a），其中11次个例的降水中心紧临贺兰山山体东侧，迎风坡气流的山体强迫抬升机制对此类暴雨过程中的降水有增幅作用，另外9次个例的降水中心距离山体相对较远，受贺

表1　暴雨等级划分

Tab. 1　Classification of rainstorm grades

等级	12 h降雨量/mm	24 h降雨量/mm
暴雨	30.0~69.9	50.0~99.9
大暴雨	70.0~139.9	100.0~249.9
特大暴雨	≥140.0	≥250.0

兰山地形影响较小，多为大尺度环流影响下的大范围强降水过程。

图1b为所选20次暴雨个例平均降水量的日变化特征，计算方法为计算每个时刻(00:00—23:00)20次个例所有站点的平均降水量。由图1b可知，所选个例的平均降水量日变化的峰值主要出现在午后12:00—16:00与夜间20:00—08:00，夜间出现的波动式降水峰值更强，且在04:00存在一个极值，说明贺兰山东麓的暴雨过程多为午后与夜间降水过程，且夜间降水特征更加明显。

2　两类暴雨过程的环流背景分析

西北地区暴雨事件的发生与西风带、副热带和热带环流系统有关[28]。新疆天山地区暴雨与西伯利亚西风槽、中亚低涡等西风带系统有关[2]，位于西北东部的宁夏地区暴雨多与副高带来的暖湿气流与西风槽引导的冷空气南下相交汇有关，本文依据500 hPa环流形势(图略)对贺兰山东麓20次暴雨个例分析后可将其主要概括为两类(表2)，一类受高空西风槽东移影响(高空槽前型)，贺兰山东麓地区位于高空槽前，另一类则主要受到副高影响(副高西北侧型)，副高带来的暖湿气流与东移南下的冷空气相交汇，由此产生暴雨。20次暴雨过程大多伴有低空急流(仅2例无低空急流)，其中副高西北侧型暴雨个例的最大过程雨量可达250 mm以上，强于高空槽前型暴雨个例，两类暴雨过程的对流层高层200 hPa和低层850 hPa环流形势也存在一定差异。

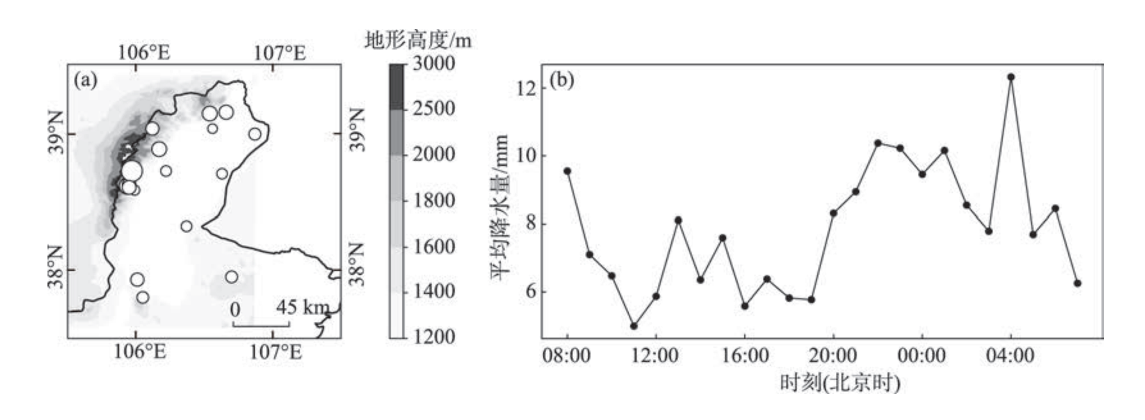
2.1　高空槽前型暴雨的环流形势分析

高空槽前型暴雨过程共有9次，对这些个例综合分析显示，500 hPa高度呈现出东高西低的有利环流形势。降水前期(图2a)，500 hPa高空存在西风槽，宁夏地区位于西风槽前，在西风槽东移过程中，槽后不断南下的干冷空气与高原东北侧暖湿气流相交汇，有利于降水的形成。因此对流层中层的短波槽是造成此类降水的主要影响系统。

在对流层高层200 hPa，此类暴雨过程的南亚高压呈扁椭圆形，东脊点位于105°E，28°N附近，高压中心大于1256 dagpm，贺兰山东麓位于高空急流入口区右侧、南亚高压边缘区(图2c)，高空急流入口区右侧激发的次级环流，加强了低空的辐合上升气流，此类暴雨过程具备较好的动力条件。

强降水的发生与维持需要满足充沛的水汽输送条件。从850 hPa水汽通量合成图可以看出，高空槽前类降水其贺兰山东麓低空存在一个强的水汽辐合中心(图3a)，宁夏东侧的东南气流为此类暴雨过程提供有利的水汽条件。

到降水过程后期，随着西风槽(图2b)和高空急流(图2d)的东移，水汽辐合明显减弱(图3b)，此时宁夏地区高空槽分布特征不利于上升气流的发展，并逐渐为下沉气流所控制，这种情况下的大尺度环



注：(a)图中圆点面积越大代表降水量级越大。底图采用自然资源部标准地图制作，审图号为GS(2019)1822号，对底图边界无修改。下同。

图1　20次降水个例的暴雨中心分布及平均降水量日变化

Fig. 1　The distribution of rainstorm center of 20 selected precipitation cases and the diurnal variation of mean precipitation

表2 降水个例分类

Tab. 2 Classification of precipitation processes

天气系统	暴雨时段(北京时)	持续时间/h	最大雨量/mm
副高西北侧型	2009年7月7日8:00—8日7:00	24	汝箕沟107.6
	2012年7月29日20:00—30日11:00	16	滚钟口174.3
	2016年8月13日15:00—14日14:00	24	王老滩110.2
	2016年8月21日19:00—22日8:00	14	滑雪场241.7
	2016年8月22日22:00—23日6:00	9	路家营子村57
	2017年7月25日20:00—26日2:00	6	窑子圈64.4
	2018年7月22日19:00—23日7:00	13	滑雪场277.6
	2018年8月6日12:00—7日16:00	29	马莲口119.1
	2018年8月31日19:00—9月1日17:00	23	苦水沟136.9
高空槽前型	2015年9月3日4:00—4日1:00	21	小口子65.9
	2015年9月8日1:00—8日20:00	20	八顷村69.6
	2016年7月24日5:00—12:00	8	灵武煤矿89.5
	2017年6月4日15:00—5日10:00	20	黄旗口沟116.5
	2017年7月5日3:00—18:00	16	滑雪场114.4
	2018年7月1日9:00—2日1:00	17	牛首山84.3
	2018年7月19日3:00—10:00	8	明长城136.2
	2018年7月23日12:00—20:00	9	红翔新村89.3
	2018年8月9日12:00—10日13:00	26	临河镇71.4
	2019年8月2日18:00—3日0:00	7	暖泉农场71
	2020年8月11日7:00—12日8:00	26	五渠村142.5

注:持续时间是宁夏气象局依据加密地面自动站资料汇总所得。

流形势已经不利于降水的维持,降水过程逐渐结束。此类暴雨过程持续时间与短波槽的移速有一定关系,持续时间在10~30 h之间,24 h累积降水量在80~120 mm之间。

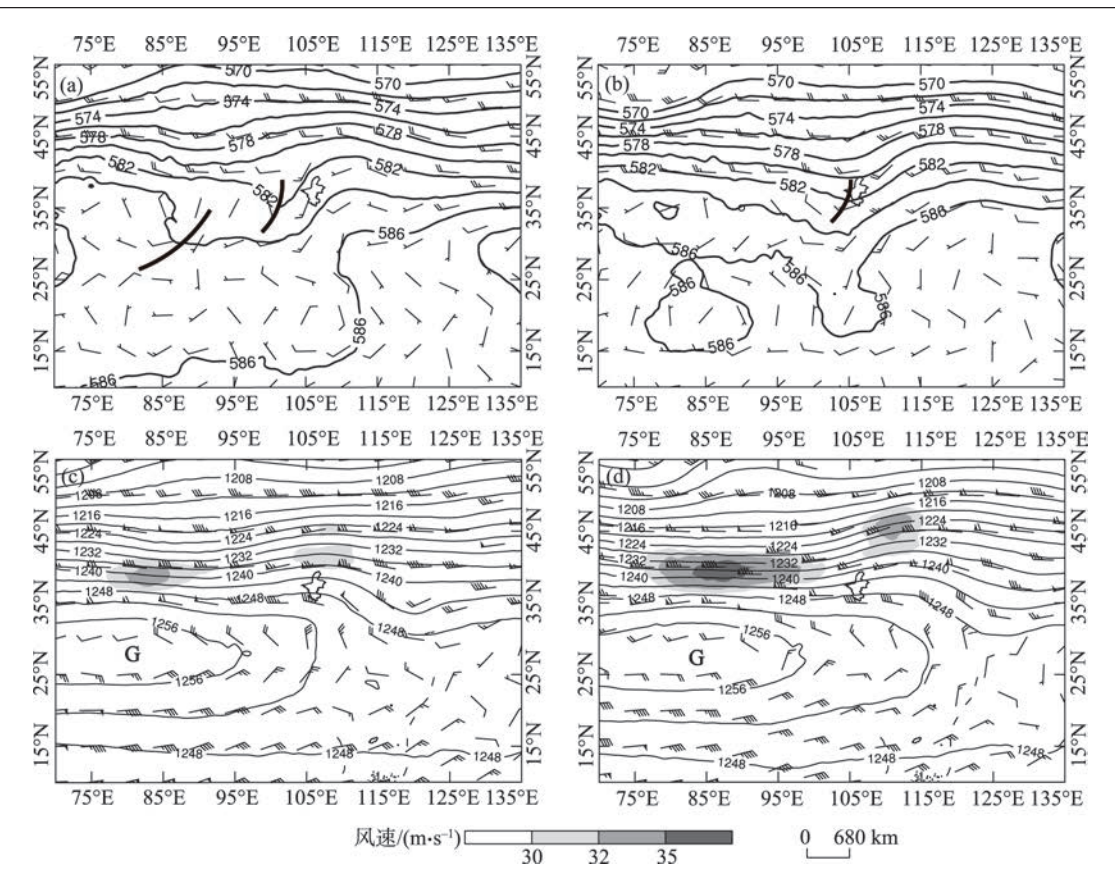
2.2 副高西北侧型暴雨的环流形势分析

由副高活动引起的暴雨个例共11次,合成分析结果显示降水前期在500 hPa(图4a),副高588 dagpm线西脊点位于105°E,30°N附近,586 dagpm线则已经跃至贺兰山北部,南下的冷空气与副热带高压系统带来的暖湿空气交汇于贺兰山东麓地区,有利于产生强对流天气。

在200 hPa(图4c、图4d)上,南亚高压东脊点位于120°E,32°N附近,高压中心大于1260 dagpm,位置较高空槽前型暴雨的南亚高压明显偏东、偏强,属东部型南亚高压。南亚高压为东部型时,宁夏地区位于高压中心边缘,高空辐散较强,加强了低空的上升气流,配合500 hPa副高的西伸北跳,对暴雨的触发与维持有一定的作用[21]。南亚高压的偏东、偏强导致该类降水事件其高空急流也更强,宁夏位于急流轴的右侧,高空动量的下传导致低空切变、水汽辐合更强(图5a),即使在降水结束阶段贺兰山东麓850 hPa依然存在较强的水汽辐合(图5b)。

随着副高的东退减弱,副高控制范围的不断缩小,降水过程趋于结束。这类降水过程就是在副高进退的有利环流背景下发生的,暴雨过程中的水汽辐合强度明显强于高空槽前型降水过程,如2016—08—21、2018—07—22暴雨过程,其最大过程雨量达到了12 h降水200 mm以上,出现在宁夏干旱半干旱地区的这种短时极端暴雨过程往往会导致更大的危害。

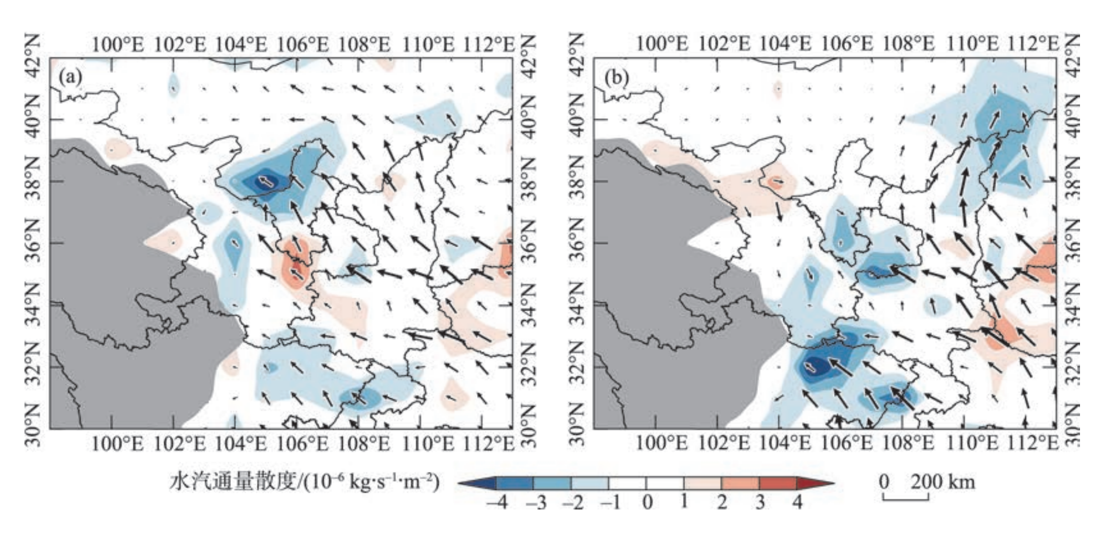
以上分析表明,贺兰山东麓地区暴雨离不开有利的大尺度环流背景,两类暴雨过程其西风槽东移及副高系统的进退决定了冷暖空气交汇区域及低空急流系统特征,这也导致了两类暴雨事件的降水分布和强度的差异(图6,表2)。图6表明高空槽前型环流背景主要与宁夏北部的区域大范围强降水过程相对应,而副高西北侧环流背景对应的降水特征则主要表现为沿贺兰山东麓地区的地形暴雨,强度也要比第一类大很多(表2),已有学者研究指出,此类暴雨过程中山体对气流的强迫抬升对降水起



注:黑色粗实线为槽线,G为高压中心,阴影为风速大于30 m·s^{-1}的高空急流区。下同。

图2　高空槽前型暴雨500 hPa(a:降水前;b:降水后)和200 hPa(c:降水前;d:降水后)的平均风场(风羽,单位:m·s^{-1})及位势高度场(等值线,单位:dagpm)

Fig. 2 "In front of upper trough" category rainstorm's mean wind field (barb, unit: m·s^{-1}) and geopotential height field (isoline, unit: dagpm) at 500 hPa (a: before precipitation, b: after precipitation) and 200 hPa (c: before precipitation, d: after precipitation)



注:灰色阴影为地形大于3000 m的区域。下同。

图3　高空槽前型暴雨的850 hPa(a:降水前;b:降水后)平均水汽通量(矢量,单位:kg·s^{-1}·m^{-1})和水汽通量散度(阴影,单位:10^{-6} kg·s^{-1}·m^{-2})

Fig. 3 "In front of upper trough" category rainstorm's mean moisture flux (vector, unit: kg·s^{-1}·m^{-1}) and divergence of moisture flux (shading, unit: 10^{-6} kg·s^{-1}·m^{-2}) at 850 hPa (a: before precipitation; b: after precipitation)

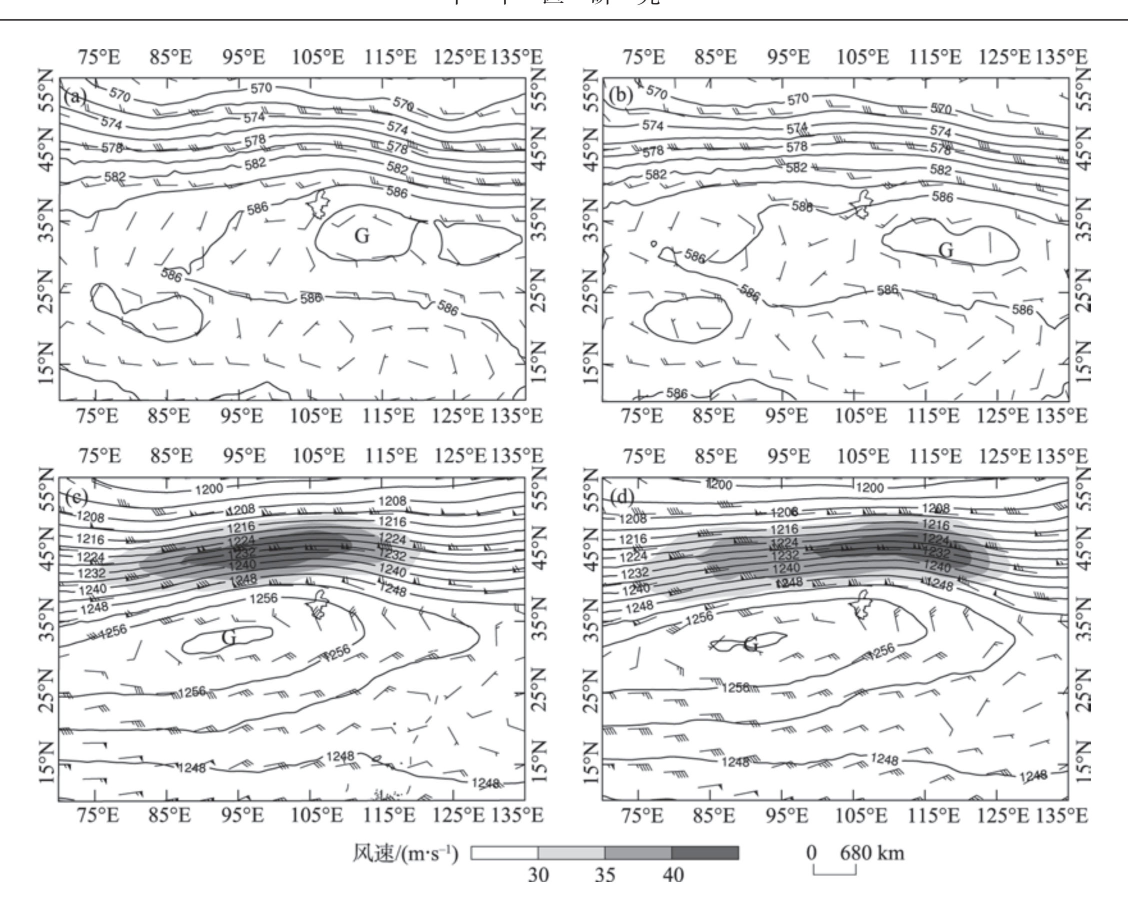


图4　副高西北侧型暴雨的500 hPa(a:降水前;b:降水后)和200 hPa(c:降水前;d:降水后)平均风场(风羽,单位:m·s^{-1})及位势高度场(等值线,单位:dagpm)

Fig. 4 "Northwest side of the subtropical high" category rainstorm's mean wind field (barb, unit: m·s^{-1}) and geopotential height field (isoline, unit: dagpm) at 500 hPa (c: before precipitation, d: after precipitation) and 200 hPa (c: before precipitation, d: after precipitation)

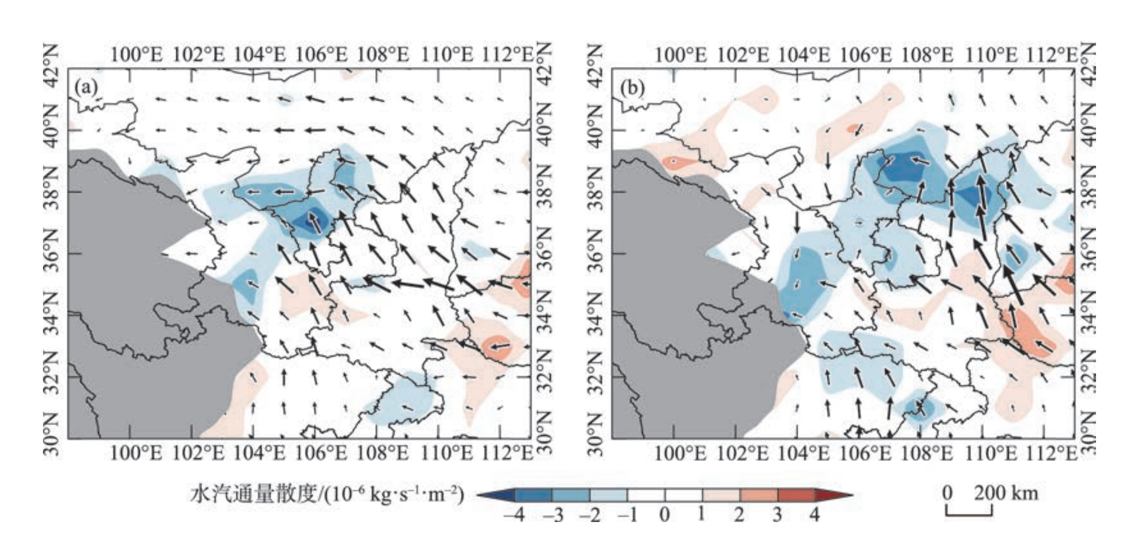
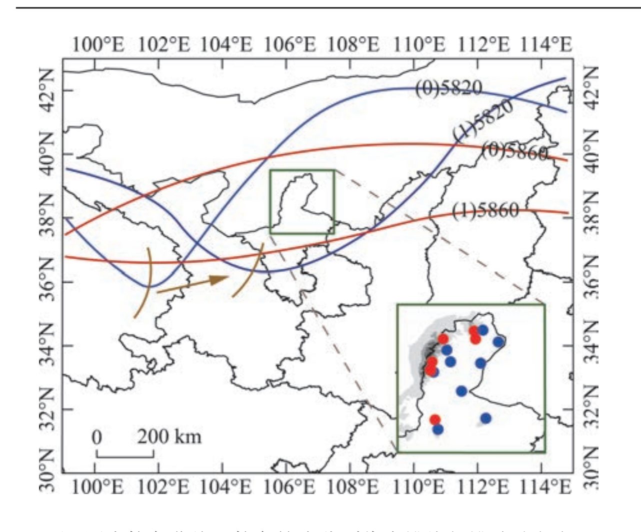


图5　副高西北侧型暴雨的850 hPa(a:降水前;b:降水后)平均水汽通量(矢量,单位:10^{-6} kg·s^{-1}·m^{-1})和水汽通量散度(阴影,单位:10^{-6} kg·s^{-1}·m^{-2})

Fig. 5 "Northwest side of the subtropical high" category rainstorm's mean moisture flux (vector, unit: 10^{-6} kg·s^{-1}·m^{-1}) and divergence of moisture flux (shading, unit: 10^{-6} kg·s^{-1}·m^{-2}) at 850 hPa (a: before precipitation; b: after precipitation)



注:图中棕色曲线和棕色箭头分别代表槽线与槽移动方向。

图6 副高西北侧型(红色实线、红色点)和高空槽前型(蓝色实线,蓝色点)降水过程中500 hPa槽脊分布与对应的暴雨中心(右下角小图)示意图

Fig. 6 Schematic diagram of 500 hPa trough ridge distribution and the corresponding rainstorm center (small figure on the lower right) in the precipitation process of the northwest class of subtropical high (solid line and red dot) and the upper trough front class (solid line and blue dot)

到了增幅作用[5-7]。

3 两类暴雨过程中低空急流特征分析

在有利的大尺度环流背景下,降水落区与中小尺度系统的发展演变密切相关,低空急流是暴雨过程中重要的中小尺度系统之一,所选的20次贺兰山东麓暴雨个例的整个生命周期中大都伴随着不同强度、不同活动特征的低空急流系统,低空急流的形成与维持和高低空环流的耦合及天气系统强迫有关,Wang等[29]指出低空急流与西太平洋副热带高压系统北跳有关,并且低空急流系统也与锋面、地形波及背风气旋的生成发展密切相关[30],以下主要针对这两类不同环流背景暴雨个例的低空急流活动特征进行分析(表3)。

3.1 低空急流与贺兰山东麓降水强度关系

对宁夏地区低空急流特征统计结果表明,与贺兰山东麓夏季暴雨相联系的低空急流多为宁夏南部的偏南急流,其形态多为偏南北走向的狭长区域(700 hPa风速≥10 m·s^{-1}的区域),虽然急流中心位置较贺兰山东麓较远,但其北端点基本在宁夏中部38°N,106°E附近(图略),低空急流北端点强风速带遇贺兰山对气流的强迫抬升为暴雨过程的触发与增强产生影响。

所选暴雨个例的急流强度和移速与降水特征的统计关系表明,宁夏南部的低空急流与降水强度之间有着较好的对应关系(图7),低空急流的强度与最大小时雨强、最大过程雨量存在很好的正相关关系(图7b、图7c),急流中心风速越大,最大小时雨强、最大过程雨量也越大,急流平均移速与最大小时雨强存在负相关关系(图7a),急流移速越小,其对暴雨的水汽及能量输送也越稳定,降水强度也越大。

需要指出的是,FNL再分析资料中并没有在贺兰山东麓附近发现明显的低空急流系统,与暴雨过程相伴的低空急流位于距离山体较远的宁夏南部地区,但其与暴雨强度之间有很好的相关性,且急流的北端点基本在宁夏中部38°N,106°E附近,贺兰山东麓暴雨的形成与维持和这些低空急流的发展演变密切相关。

3.2 低空急流活动特征与暴雨落区的关系

综上所述,两类不同环流形势下暴雨落区分布存在差异(图6),两类天气形势下的暴雨个例降水量的合成分析结果进一步表明(图8a),两类降水过程不仅在空间分布上存在显著差异,而且在平均降水量级上也存在不同,其中副高西北侧型降水合成图多为沿贺兰山山脉呈现南北走向(图8a中虚线左侧),平均站点累积雨量在30 mm以上,贺兰山脉对气流的强迫抬升对暴雨过程有增幅作用,而高空槽前型降水平均暴雨中心位置大多位于红色虚线右侧,距离贺兰山山体较远,中心较分散,整体合成的降水强度也要比第一类小,平均站点累积雨量在20 mm左右。

图8b为18例有低空急流暴雨过程中低空急流的中心位置,其中红色和蓝色分别表示副高西北侧型降水过程和高空槽前型降水过程,从图8c中可以看出,两类降水过程中低空急流移动路径表现为两种不同的特征,其中副高西北侧型降水(图8a,I类)所对应的低空急流系统多表现为北进增强南退减弱的特点,有些急流的中心在南北小范围内进退(图8c中编号6、13、15);高空槽前型降水过程其对应的低空急流过程多呈东移减弱的特点(图8c中编号4、11、12),这两类急流过程伴随着降水过程的始终,对降水的维持产生作用。

图9为两类降水过程对应的低空急流特征统计

表3 贺兰山东麓20次暴雨个例的低空急流特征

Tab. 3 Characteristics of LLJ for 20 rainstorm events in the eastern region of Helan Mountain

	个例	降水中心距山体位置/km	最大过程雨量/mm	最大小时雨强/mm	急流强度/(m·s^{-1})	急流中心移速/(km·h^{-1})
副高西北侧型	2016—08—21	6.1	241.7	82.5	14.492	12.0
	2018—07—22	11.5	277.6	74.1	17.935	17.4
	2017—07—25	15.6	64.4	57.7	16.055	10.1
	2018—08—31	24.5	136.9	65.1	15.672	27.1
	2012—07—29	25.8	174.3	47.7	11.626	29.3
	2009—07—07	9.7	107.6	39.6	14.094	23.2
	2018—08—06	28.2	119.1	52.3	–	–
	2016—08—22	35.0	57.3	53.7	9.756	20.7
	2016—08—13	35.8	110.2	51.7	12. 000	15.1
高空槽前型	2018—07—19	20.1	136.2	54.5	23.582	23.5
	2017—07—05	21.7	114.4	47.4	14.200	19.9
	2020—08—11	20.7	142.5	84.5	18.112	41.9
	2018—08—09	26.1	71.4	71.4	–	–
	2015—09—03	30.2	65.9	27.9	16.924	26.6
	2017—06—04	30.8	116.5	26.7	11.901	29.2
	2019—08—02	30.8	71	53.9	14.328	34.0
	2015—09—08	34.7	69.6	50.4	13.581	26.5
	2016—07—24	37.2	89.5	56.5	13.901	19.3
	2018—07—23	41.4	89.3	58	13.625	19.5
	2018—07—01	44.3	84.3	29.8	10.892	53.8

注:– 代表无急流或强风速带系统。

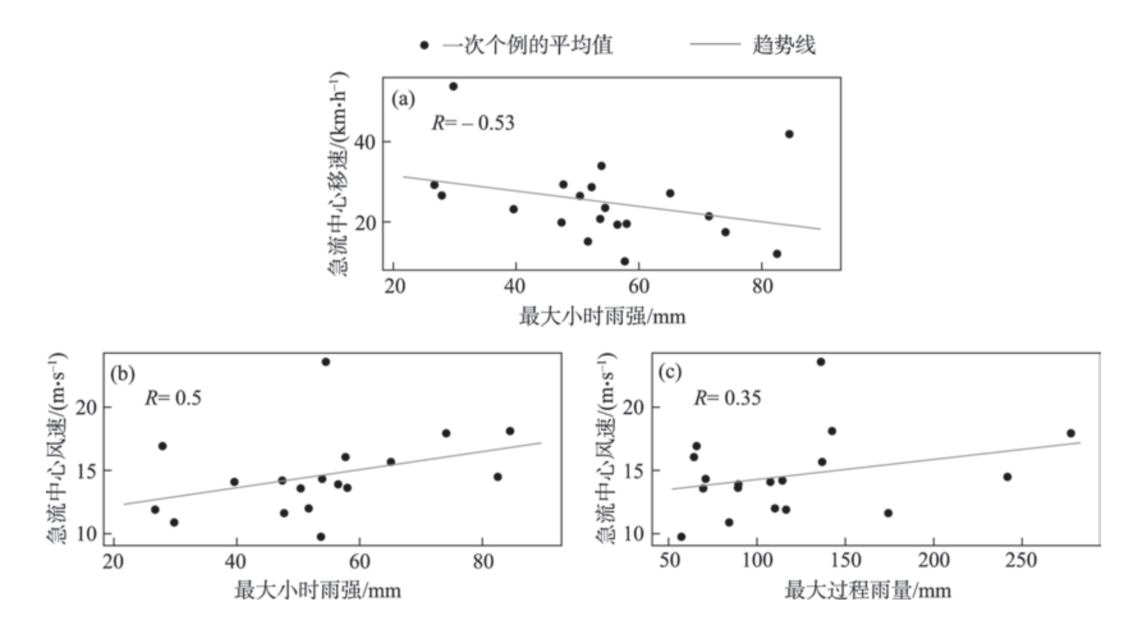
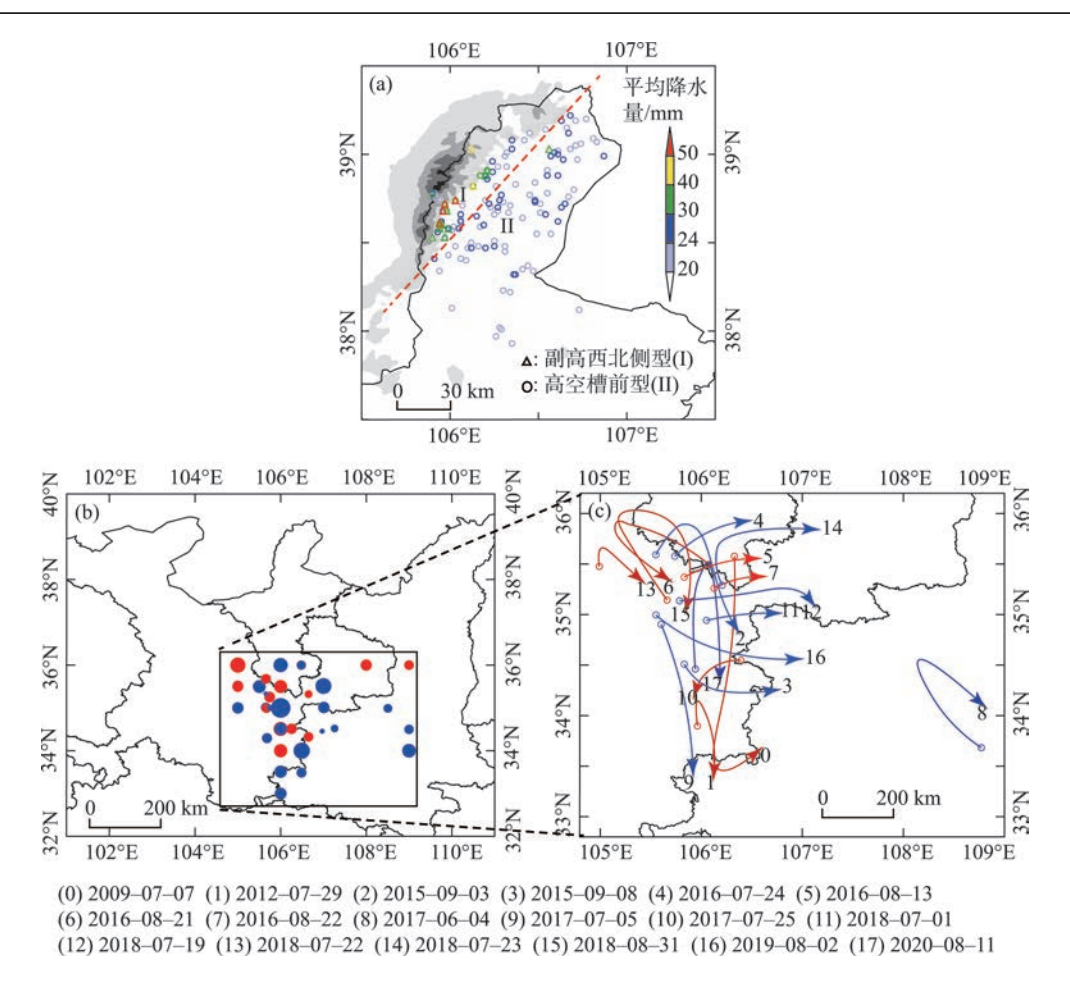


图7 最大小时雨强与急流中心移速(a)和急流中心风速(b)以及最大过程雨量与急流中心风速(c)的统计特征

Fig. 7 Statistical characteristics of the relationship between the maximum rainfall intensity and the central velocity of LLJ (a) , the central wind speed of LLJ (b) and relationship between the maximum process rainfall and central wind speed of LLJ (c)

图,两类降水过程的最大过程雨量存在差异(图9a),副高西北侧型降水的最大过程雨量平均在150 mm左右,较高空槽前型降水的平均雨量100 mm要强。急流中心风速大小统计结果(图9b)显示,副高西北侧型降水过程的急流中心风速大小的平均值、中位数均要强于高空槽前型的。贺兰山山体主峰



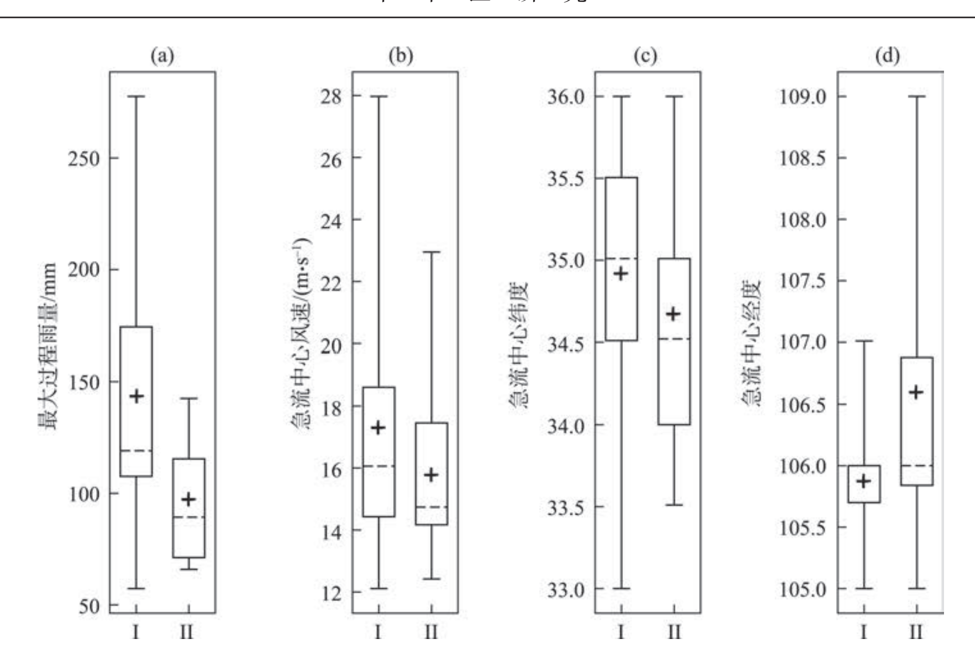
注:红色和蓝色分别对应副高西北侧型(I)、高空槽前型(II)降水过程,c中箭头末端0~17数字对应图例中的暴雨个例编号。

图8 两类降水过程(I:副高西北侧类降水,II:高空槽前类降水)的合成平均降水量(a)与降水过程中低空急流中心位置(b,圆点面积越大表示急流中心风速越大)、活动路径(c)示意图

Fig. 8 Composite mean precipitation (a) of two categories precipitation (I:“Northwest side of the subtropical high” category rainstorm; II:“In front of upper trough” category rainstorm), schematic diagram of the center position (b) The larger the dot area, the higher the wind speed at the center of the jet stream) and evolution route (c) of LLJ during precipitation

位置在38.8°N,106.0°E附近,从两类急流的活动区域上可以看出(图9c、图9d),副高西北侧型降水对应的低空急流中心纬度的平均值、中位数均在35°N,要大于高空槽前型降水,副高西北侧型降水其急流中心位置要靠近山体,急流遇到贺兰山山体在迎风坡(东麓)对气流的强迫抬升对降水产生增幅作用。两类降水过程的低空急流中心经度中位数基本一致,但高空槽前型降水其急流中心经度平均值在106.5°E,稍大于副高西北侧型降水的平均急流中心经度,并且该类降水的急流中心经度统计显示更加分散,多在贺兰山山体(相对于主峰106°E)偏东一侧,副高西北侧型降水的急流中心经度更加集中,且多在山体(相对于主峰106°E)偏西一侧。综上所述,两类降水过程对应的低空急流活动特征差异明显,副高西北侧型降水过程其低空急流更靠近山体左侧,多为南北向活动,高空槽前型降水过程的低空急流多为东西向活动,副高西北侧型降水过程的低空急流风速更强,最大过程雨量更大。

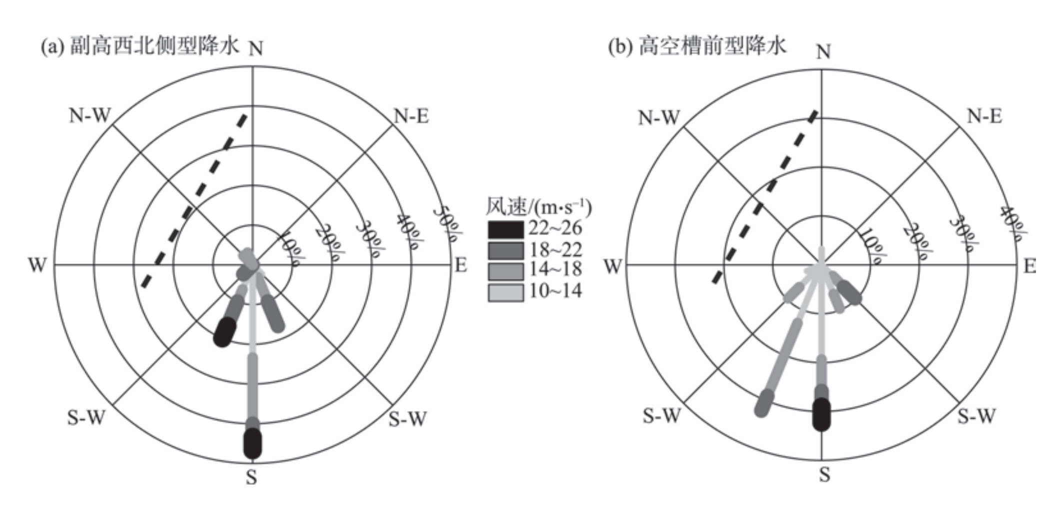
两类降水过程中对应的急流风向频率也存在差异(图10)。副高西北侧型降水过程中低空急流集中为偏南风(图10a),不同风速大小的南风急流占50%左右,高空槽前型降水过程其低空急流风向则较为分散(图10b),除了南风向急流占了30%左右外,还存在约30%的偏西南向急流。相对于贺兰山山体走向来看,南风低空急流与贺兰山山体夹角要大于偏西南风急流,更大的夹角有利于地形对气流产生强迫抬升作用,副高西北侧型降水过程其南风急流占比较高空槽前型的更多,这类暴雨过程的



注：I为副高西北侧型降水；II为高空槽前型降水；虚线代表中位数；“+”号代表平均值。

图9 两类降水过程对应的低空急流特征

Fig. 9 Characteristics of LLJ for two categories precipitation processes



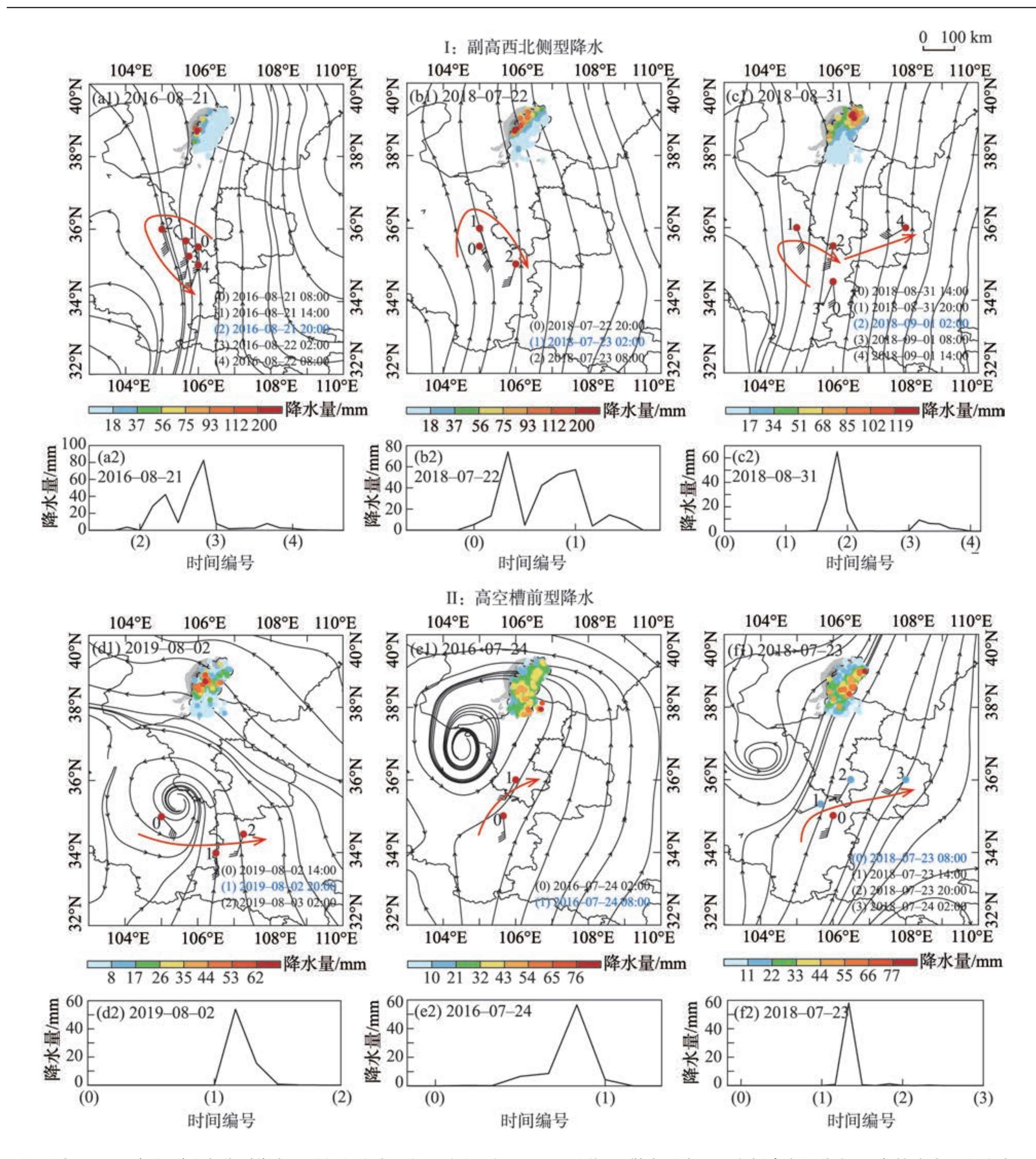
注：黑色虚线表示贺兰山山体走向。

图10 低空急流中心风向频率

Fig. 10 Wind direction frequency statistics of LLJ center

急流对山体强迫气流抬升的增幅作用更为突出，高空槽前型降水存在南风急流东移转为西南急流的特点，偏西南风急流造成的地形强迫抬升作用弱于偏南急流，急流左前方的动力辐合作用对降水的影响更大。

图11为所挑选的两类降水过程中典型个例的急流变化特征对比图，结合图9可知，两类降水过程其急流中心相对贺兰山山体位置具有一定差异，其中第一类降水过程（副高西北侧型降水：2016—08—21、2018—07—22、2018—08—31），其急流轴主要位于贺兰山山体左侧（图11a1、图11b1、图11c1），700 hPa流场图上此类降水过程中低空急流的左前方并没有明显的中尺度涡旋影响贺兰山东麓地区，结合该类暴雨过程的强降水中心小时降水量变化图可以看出（图11a2、图11b2、图11c2），降水峰值多出现在低空急流系统北进增强之后（图11a1、图11c1）或北进过程中（图11b1），小时雨强在80~100 mm之间，在贺兰山这种大地形背景下，低空



注:图中风羽、红色(蓝色)点分别代表此时的急流中心的风速(风速 > 10 m·s⁻¹)位置,散点图表示此个例降水量分布,红色箭头表示急流中心移动方向,折线图中的编号与流场图中时刻相对应。

图11 两类降水过程中典型个例的急流移动路径、急流最强时刻(标记为蓝色的时刻)700 hPa流场图及雨强中心站点小时降水量折线图(单位,mm)

Fig. 11 LLJ evolution route and 700 hPa flow field at the strongest moment of the jet and line chart of hourly precipitation at the center of rain intensity (unit:mm) in the typical case of two categories precipitation

急流受贺兰山东麓发展触发的重力波扰动,对暴雨的触发与增强起到了重要作用,此类暴雨过程低空急流的作用主要体现在输送充沛水汽、增大迎风坡风速等方面[5-7]。

第二类降水过程(高空槽前型降水:2016—07—24、2018—07—23、2019—08—02),其急流轴主要位于贺兰山右侧(图11d1、图11e1、图11f1),该类降水过程的急流系统表现出了明显位于急流左

前方的辐合流场，并随着低空急流的东移逐渐对贺兰山东麓降水过程产生影响（图略），低空急流左前方的辐合上升流场是此类暴雨的触发与维持的有利动力条件，此类降水过程雨强中心的小时降水量变化图呈现出单峰值特征（图11d2、图11e2、图11f2），降水峰值多出现在急流发展移动的后期，这种由低空急流动力作用所产生的中尺度气旋的发展变化对此类暴雨的发生与维持起到重要作用。

4 讨 论

本文主要利用加密地面降水资料和FNL资料对2009—2020年贺兰山东麓暴雨过程的环流形势及低空急流特征与降水分布之间的关系进行综合分析。有研究指出[5,7-8]，贺兰山东麓暴雨个例中雷达观测资料显示在山体附近也存在风速大于12 m·s^{-1}的区域，但是西北地区的C波段雷达所提供的产品（包括反射率因子、径向速度、谱宽等）多应用于反演地面降水量分布、分析中尺度对流系统、资料同化等方面[31-33]，其径向速度产品或反演风场多用于反映对流系统各发展阶段的内部流场结构[34]，通过不同假设、约束条件反演的风速场质量仍存在一定不足，因此本文并未利用宁夏地区的雷达资料来分析暴雨过程中的低空急流特点以及重力波扰动对暴雨的影响。此外，文中分析低空急流对暴雨的影响多是基于大气动力学的基础理论，其对贺兰山东麓暴雨落区及强度的影响机制并未作深入研究，这将是下一步研究方向。

5 结 论

本文利用加密站点降水观测资料和NCEP1°×1°再分析数据对2009—2020年贺兰山东麓20次暴雨个例进行了统计合成分析，主要结论如下：

（1）所选暴雨个例的强降水中心相对均匀的分布在贺兰山东麓地区，降水多出现在午后至夜间阶段。依据500 hPa环流形势可以将暴雨过程分为副高西北侧型和高空槽前型两类降水过程。高空槽前型降水过程主要受西风槽东移影响，副高西北侧型降水过程是在副高边缘充沛水汽输送的有利条件下发生的。

（2）高空槽前型降水过程是在500 hPa西风槽影响下，配合200 hPa高空急流、850 hPa水汽辐合等有利条件下发生发展的；副高西北侧型降水过程的暴雨区在高空急流轴的右侧，南亚高压属东部型，高低空的动力辐合配合更加显著，副高边缘带来的充足水汽导致降水强度更强。

（3）两类暴雨过程的降水落区与强度存在明显不同，其中副高西北侧型降水其降水落区紧临贺兰山脉，高空槽前型降水过程其降水落区则较为分散，强度也要弱于副高西北侧型的。在暴雨过程中宁夏南部存在不同活动特征的低空急流过程，低空急流属性与降水特征之间存在很好的对应关系。

（4）副高西北侧型降水过程中低空急流呈北进增强-南退减弱的特点，高空槽前型降水过程多呈东移减弱的特点。副高西北侧型降水过程中低空急流轴主要位于贺兰山山体左侧，其对此类暴雨过程的主要作用体现在输送充沛水汽和增大迎风坡风速等方面，而高空槽前型降水过程中低空急流轴出现在贺兰山山体右侧，由低空急流动力作用所产生的中尺度气旋的发展演变对此类暴雨的触发和维持起到重要作用。

参考文献（References）：

[1] 刘燕飞, 隆霄, 王晖. 陕西中西部地区一次暴雨过程的数值模拟研究[J]. 高原气象, 2015, 34(2): 378-388. [Liu Yanfei, Long Xiao, Wang Hui. Numerical simulation studies on a rainstorm in central western Shaanxi Province[J]. Plateau Meteorology, 2015, 34(2): 378-388.]

[2] 庄晓翠, 李博渊, 秦榕, 等. 新疆东部一次区域极端暴雨环境场特征[J]. 高原气象, 2020, 39(5): 947-959. [Zhuang Xiaocui, Li Boyuan, Qin Rong, et al. Analysis on the causes of an extreme rainstorm in the eastern Xinjiang[J]. Plateau Meteorology, 2020, 39(5): 947-959.]

[3] 冯建民, 胡文东, 陈楠, 等. 宁夏天气预报手册[M]. 北京: 气象出版社, 2012: 12-14. [Feng Jianmin, Hu Wendong, Chen Nan, et al. Ningxia Weather Forecast Manual[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2012: 12-14.]

[4] 李江萍, 李俭峰, 杜亮亮. 近50年夏季西北暴雨特征和水汽轨迹分析[J]. 兰州大学学报(自然科学版), 2013, 49(4): 474-482. [Li Jiangping, Li Jianfeng, Du Liangliang. General situation of heavy rain in Northwest China and analysis of a case[J]. Journal of Lanzhou University (Natural Sciences Edition), 2013, 49(4): 474-482.]

[5] 陈豫英, 陈楠, 任小芳, 等. 贺兰山东麓罕见特大暴雨的预报偏差和可预报性分析[J]. 气象, 2018, 44(1): 159-169. [Chen Yuying, Chen Nan, Ren Xiaofang, et al. Analysis on forecast deviation and predictability of a rare severe rainstorm along the eastern Hel-

an Mountain[J]. Meteorological Monthly, 2018, 44(1): 159-169.]

[6] 陶林科, 杨侃, 胡文东, 等. "7·30"大暴雨的数值模拟及贺兰山地形影响分析[J]. 沙漠与绿洲气象, 2014, 8(4): 32-39. [Tao Linke, Yang Kan, Hu Wendong, et al. The contribution of Helan Mountain to the formation of a heavy rainstorm occurred over Yinchuan Plain by numerical simulation[J]. Desert and Oasis Meteorology, 2014, 8(4): 32-39.]

[7] 陈晓娟, 王咏青, 毛璐, 等. 贺兰山区两次极端暴雨动力作用数值模拟分析[J]. 干旱区研究, 2020, 37(3): 680-688. [Chen Xiaojuan, Wang Yongqing, Mao Lu, et al. Numerical simulation analysis of the dynamic effects of terrain on two extreme rainstorms on Helan Mountain[J]. Arid Zone Research, 2020, 37(3): 680-688.]

[8] 纪晓玲, 冯建民, 穆建华, 等. 宁夏北部一次短时暴雨中尺度对流系统的特征分析[J]. 大气科学学报, 2010, 33(6): 711-718. [Ji Xiaoling, Feng Jianmin, Mu Jianhua, et al. Analysis on characteristics of mesoscale convective system during a short-term rainstorm processin North of Ningxia[J]. Transactions of Atmospheric Sciences, 2010, 33(6): 711-718.]

[9] 陈豫英, 苏洋, 杨银, 等. 贺兰山东麓极端暴雨的中尺度特征[J]. 高原气象, 2021, 40(1): 47-60. [Chen Yuying, Su Yang, Yang Yin, et al. The mesoscale characteristics of extreme rainstorm in the eastern region of Helan Mountain[J]. Plateau Meteorology, 2021, 40(1): 47-60.]

[10] 胡文东, 杨侃, 黄小玉, 等. 一次阵风锋触发强对流过程雷达资料特征分析[J]. 高原气象, 2015, 34(5): 1452-1464. [Hu Wendong, Yang Kai, Huang Xiaoyu, et al. Analysis on a severe convection triggered by gust front in Yinchuan with radar data[J]. Plateau Meteorology, 2015, 34(5): 1452-1464.]

[11] Bonner W D . Climatology of the low level jet[J]. Monthly Weather Review, 1968, 96(12): 833-850.

[12] 许美玲, 段旭, 孙绩华, 等. 与低空急流相伴的暴雨天气诊断分析[J]. 云南大学学报(自然科学版), 2004, 26(4): 320-324. [Xu Meiling, Duan Xu, Sun Jihua, et al. Diagnostic study on the torrential rains coupling with the lower southwest jets in Yunnan[J]. Journal of Yunnan University(Natural Sciences Edition), 2004, 26(4): 320-324.]

[13] 张云, 雷恒池, 钱贞成. 一次东北冷涡衰退阶段暴雨成因分析[J]. 大气科学, 2008, 32(3): 481-498. [Zhang Yun, Lei Hengchi, Qian Zhencheng. Analyses of formation mechanisms of a rainstorm during the declining phase of a northeast cold vortex[J]. Chinese Journal of Atmospheric Sciences, 2008, 32(3): 481-498.]

[14] 赛瀚, 苗峻峰. 中国地区低空急流研究进展[J]. 气象科技, 2012, 40(5): 766-771. [Han Han, Miao Junfeng. A review of low-level jet research in China[J]. Meteorological Science and Technology, 2012, 40(5): 766-771.]

[15] 周静, 郑永骏, 苗春生, 等. 梅雨锋强降水与低空急流日变化的观测分析和数值模拟[J]. 热带气象学报, 2017, 33(5): 750-761. [Zhou Jing, Zheng Yongjun, Miao Chunsheng, et al. The characteristics and numerical simulation of diurnal variations of low-level jet and Meiyu front heavy rainfall[J]. Journal of Tropical Meteorology, 2017, 33(5): 750-761.]

[16] 陈玉春, 钱正安. 夏季青藏高原地形对其东侧低空急流动力影响的数值模拟[J]. 高原气象, 1993, 12(3): 312-321. [Chen Yuchun, Qian Zhengan. Numerical simulations of dynamical impact of Qinghai-Xizang plateau on lower-level jet on its east side in summer[J]. Plateau Meteorology, 1993, 12(3): 312-321.]

[17] 陈贵川, 沈桐立, 何迪. 江南丘陵和云贵高原地形对一次西南涡暴雨影响的数值试验[J]. 高原气象, 2006, 25(2): 277-284. [Chen Guichuan, Shen Tongli, He Di. Simulation of topographic effect of hilly region to the south of yangtze river and Yunnan-Guizhou Plateau on the Southwest vortex during a heavy rain process [J]. Plateau Meteorology, 2006, 25(2): 277-284.]

[18] Blackadar A K. Boundary layer wind maxima and their significance for the growth of nocturnal inversions[J]. Bulletin of the American Meteorological Society, 1957, 38(5): 283-290.

[19] Du Y, Rotunno R. A simple analytical model of the nocturnal low-level jet over the great plains of the United States[J]. Journal of Atmospheric Sciences, 2014, 71(10): 3674-3683.

[20] 陶诗言. 中国之暴雨[M]. 北京: 科学出版社, 1980: 225. [Tao Shiyan. Torrential Rain in China[M]. Beijing: Science Press, 1980: 225.]

[21] 朱乾根, 林锦瑞, 寿邵文, 等. 天气学原理和方法[M]. 北京: 科学出版社, 2007: 485-492. [Zhu Qiangen, Lin Jinrui, Shou Shaowen, et al. Synoptic Principles and Methods[M]. Beijing: Science Press, 2007: 485-492.]

[22] 孙颖姝. 低空急流与新疆强降水的关系[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2019. [Sun Yingshu. The Relationship between Low-level Jet and Heavy Precipitation in Xinjiang[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2019.]

[23] 李佳. 初夏华南低空急流及其日变化对华南降水的影响[D]. 南京: 南京信息工程大学, 2021. [Li Jia. Effect of Low-level Jet over South China and Diurnal Variation on Precipitation in South China in Early Summer[D]. Nanjing: Nanjing University of Information Science and Technology, 2021.]

[24] 黄嘉佑. 气象统计分析与预报方法[M]. 北京: 气象出版社, 1990: 46-130. [Huang Jiayou. Meteorological Statistical Analysis and Forecasting Methods[M]. Beijing: China Meteorological Press, 1990: 46-130.]

[25] 倪丽霞, 王建英, 陶林科, 等. 加密自动站资料在吴忠强对流天气预报中的应用[J]. 宁夏工程技术, 2014, 13(2): 102-107. [Ni Lixia, Wang Jianying, Tao Linke, et al. Application of automatic data encryption station in Wuzhong strong convective weather forecast[J]. Ningxia Engineering Technology, 2014, 13(2): 102-107.]

[26] 邵建, 裴晓蓉, 刘娟, 等. 近53 a宁夏暴雨时空分布特征[J]. 干旱气象, 2015, 33(4): 595-601. [Shao Jian, Pei Xiaorong, Liu Juan, et al. Temporal and spatial distribution characteristics of rainstorms in Ningxia during 1961-2013[J]. Arid Meteorology, 2015, 33(4): 595-601.]

[27] 《西北暴雨》编写组. 西北暴雨[M]. 北京: 气象出版社, 1992. [Editorial Group of 'Northwest Rainstorm'. Northwest Rainstorm [M]. Beijing: China Meteorological Press, 1992.]

[28] 黄玉霞, 王宝鉴, 黄武斌, 等. 我国西北暴雨的研究进展[J]. 暴雨灾害, 2019, 38(5): 11. [Huang Yuxia, Wang Baojian, Huang Wubin, et al. A review on rainstorm research in Northwest China[J]. Torrential Rain and Disasters, 2019, 38(5): 11.]

[29] Wang D Q, Zhang Y C, Huang A N. Climatic features of the southwesterly low-level jet over Southeast China and its association with precipitation over East China[J]. Asia-pacific Journal of Atmospheric Sciences, 2003, 49(3): 259–270.

[30] 丁一汇. 高等天气学[M]. 北京: 气象出版社, 2005: 309–523. [Ding Yihui. Advanced Synoptic Science[M]. Beijing: China Meteorological Press, 2005: 309–523.]

[31] 王遂缠, 胡向军, 张新荣, 等. 雷达资料同化在甘肃局地暴雨天气个例中的应用[J]. 高原气象, 2011, 30(3): 711–718. [Wang Suichan, Hu Xiangjun, Zhang Xinrong, et al. Application of doppler radar data assimilation in a local rainstorm case in Gansu province[J]. Plateau Meteorology, 2011, 30(3): 711–718.]

[32] 孔祥伟, 杨建才, 李红, 等. 甘肃河东地区不同环流形势下短时强降水的雷达回波特征分析[J]. 高原气象, 2021, 40(5): 1057–1070. [Kong Xiangwei, Yang Jiancai, Li Hong, et al. Analysis of radar echo characteristics of short-term heavy precipitation weather with different circulation pattern in East Gansu Province[J]. Plateau Meteorology, 2021, 40(5): 1057–1070.]

[33] 李巧, 戚友存, 朱自伟, 等. 复杂地形下C波段雷达定量降水估计算法[J]. 气象学报, 2021, 79(4): 689–702. [Li Qiao, Qi Youcun, Zhu Ziwei, et al. Quantitative precipitation estimation algorithm for C-band radar situated in complex topographical regions [J]. Acta Meteorologica Sinica, 2021, 79(4): 689–702.]

[34] 韩文宇, 杨丽丽, 杨毅. C波段雷达资料在强降水过程中的应用[J]. 干旱气象, 2016, 34(1): 154–162. [Han Wenyu, Yang Lili, Yang Yi. Application of C-band weather radar data in heavy precipitation process[J]. Journal of Arid Meteorology, 2016, 34(1): 154–162.]

Circulation pattern and LLJ characteristics of 20 rainstorm events in the eastern region of the Helan Mountain

LI Chao[1], LONG Xiao[1], CAO Yiqing[1], WANG Siyi[1], HAN Zifei[2], WANG Hui[3]

(1. College of Atmospheric Sciences, Lanzhou University, Lanzhou 730000, Gansu, China; 2. Hebei Climate Centre, Shijiazhuang 050000, Hebei, China; 3. Key Laboratory for Meteorological Disaster Monitoring and Early Warning and Risk Management of Characteristic Agriculture in Arid Regions, CMA, Yinchuan 750002, Ningxia, China)

Abstract: The eastern region of the Helan Mountain is an area prone to extreme rainstorms in Northwest China. To further explore the distribution of circulation patterns and evolution characteristics of the low-level jet systems during a rainstorm occurrence in this region and improve the accuracy of rainstorm forecasts and the ability of disaster prevention and mitigation in this region. Based on the encrypted surface precipitation observation and NCEP/NCAR reanalysis data, this paper comprehensively analyzed the formation mechanism of 20 heavy rainfall events in the eastern piedmont of the Helan Mountain from 2009 to 2020. The results show that: According to the characteristics of the 500 hPa circulation situation, the main rainstorm processes in this area can be classified into two: "Northwest side of the subtropical high" and "In front of upper trough" category rainstorm. The rainstorm of "In front of upper trough" category occurs under the combined action of the high-altitude westerly trough, the high-altitude jet stream, and the low-altitude water vapor convergence field. During the precipitation process on the northwest side of the subtropical high, the eastern foot of Helan Mountain is located on the northwest side of the western Pacific subtropical high. The edge of the subtropical high brings abundant water vapor, and the combination of high and low-altitude dynamics strengthens this type of precipitation. Obvious differences exist in the LLJ systems corresponding to the two types of precipitation processes. During the precipitation process of the "Northwest side of the subtropical high" category, the LLJ shows the characteristics of northward intensification and southward retreat and weakening. The LLJ axis is mainly located on the left side of the Helan Mountains. Its main effect on such rainstorm process is reflected in the transport of water vapor and the increased wind speed on the windward slope. "In front of upper trough" category rainstorm's LLJ is characterized by eastward movement and weakening, and the jet axis is mostly located on the right side of the Helan Mountains. The development and evolution of mesoscale cyclones generated by LLJ dynamics play an important role in triggering and maintaining such rainstorms.

Keywords: heavy rainfall process; low-level jet; circulation pattern; composite analysis; eastern region of the Helan Mountain